# UM ESTUDO DE BALANÇO DE RADIAÇÃO SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL

Sarasvati A. BACELLAR[1]
Amauri Pereira de OLIVEIRA[2]
Jacyra SOARES[3]

## RESUMO

Neste trabalho são descritas as principais componentes do balanço de radiação na superfície, sobre o Oceano Atlântico, entre Natal, RN (6°S; 35,2°W), e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N; 29,3°W). Esta descrição baseia-se em observações realizadas entre 15 e 23 de maio de 2002, a bordo de um navio da Marinha Brasileira, durante a primeira expedição do projeto FluTuA ("Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico"). Os valores estimados para o albedo da superfície, a transmissividade atmosférica e a emissividade da superfície do mar permitiram determinar a evolução diurna da radiação líquida na superfície do oceano com bastante acurácia. Indicando, portanto, que os parâmetros obtidos neste estudo são representativos das propriedades radiométricas da interface oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico Tropical, em torno do Arquipélago São Pedro e São Paulo.

## INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta uma grande faixa marítima de importância estratégica: territorial, econômica e científica. Uma aréa que pela Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), é garantida para a exploração dos recursos naturais, como Zona Econômica Exclusiva (ZEE), condicionada ao desenvolvimento de projetos de pesquisa pelo país, como os que envolvem a região do Arquipélago São Pedro e São Paulo (ASPSP) na zona equatorial.

Uma das pesquisas que são desenvolvidas na região do ASPSP é o projeto FluTuA ("Fluxos Turbulentos sobre o Atlântico"), que através de observações e análises de dados de: fluxos turbulentos de energia, massa e quantidade de movimento na camada limite superficial, objetiva investigar a interação oceano-atmosfera sobre o Oceano Atlântico tropical. (Soares *et al*, 2001).

Existe significativa discrepância, nos valores de fluxos líquidos de radiação, calor sensível e latente na superfície do oceano, estimados pelos diferentes modelos algoritmos e climáticos, para as regiões tropicais e subtropicais do Oceano Atlântico no Hemisfério Sul. (Wainer *et al*, 2003).

E apesar da grande importância para a previsão de tempo e clima no Brasil, muito pouco é conhecido a respeito das interações na interface oceano – atmosfera, principalmente na micro-escala de tempo e espaço. Há, portanto, para avaliar as incertezas dos valores climáticos, necessidade de grande quantidade de dados medidos diretamente (*in situ*), e não só de dados estimados a partir de modelos e imagens de satélite. (Dourado e Oliveira, 2001).

Em vista disto tudo, durante o período de 15 a 24 de Maio de 2002, foram realizadas, a bordo do navio *Comte. Manhães,* da marinha brasiliera, observações contínuas de

[1] Aluna do Departamento de Geografia da FFLCH-USP.
[2] Professor Associado do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP.
[3] Professora Doutora do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP.

parâmetros meteorológicos, no percurso entre Natal, RN (6,0°S; 35,2°W) e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1,0°N; 29,3°W). *(Oliveira et al.* 2003). A figura 1 ilustra a trajetória descrita pelo navio localizando a área de estudo durante o experimento.

**Localização**

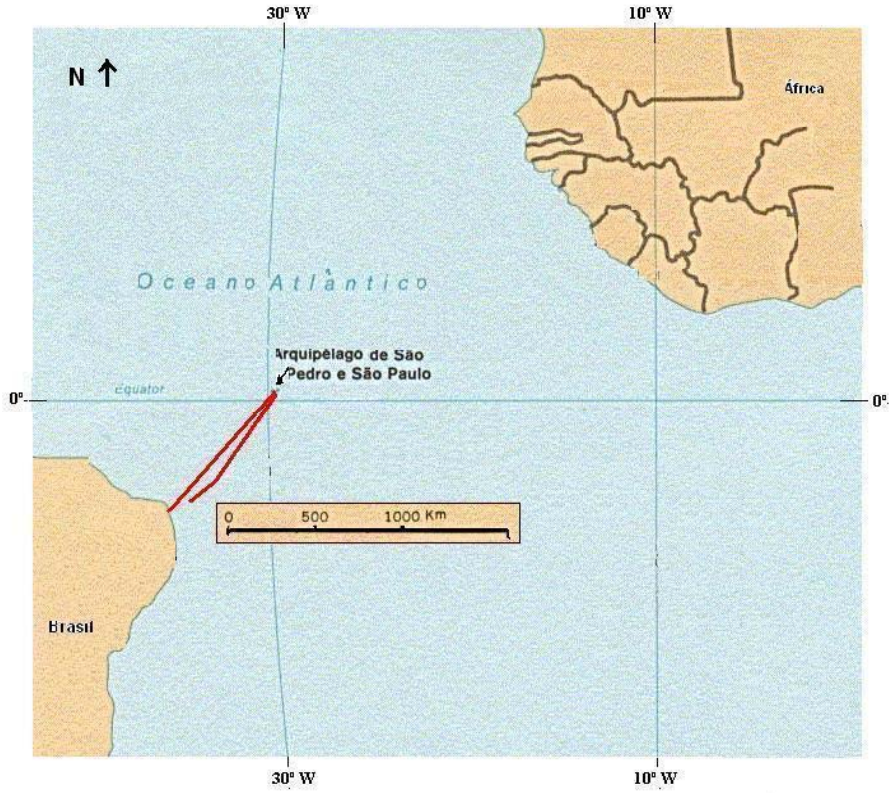


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo. Tracejado em vermelho o percurso descrito pelo *Comte. Manhães* durante a campanha de observações entre 15 e 23 de Maio de 2002 (Dias do ano de 2002 de 135 a 143)

Descrevemos neste trabalho a evolução temporal das componentes do balanço de radiação na interface oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico, com base nos dados coletados no experimento de 2002. Comparando nossas observações com expressões gerais testadas para condições de latitudes tropicais disponíveis na literatura. (WGASF, 2000).

Tabela 1. Caracteristicas dos instrumentos usados no experimento.

| Sensor | Fabricante | Acurácia |
|---|---|---|
| Radiômetro de Fluxo Líquido (CNR1) | Kipp e Zonen | 2,5 % |
| Anemômetro de hélice | R.M.Yong | 2 % |
| Temperatura e umidade relativa do ar | Vaisäla | 0,1ºC e 2,5% |
| Temperatura da água | Vaisäla | 0,1ºC |

## MÉTODOS e TÉCNICAS

No navio foram instalados sensores de velocidade de vento, temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação e de temperatura da água. As características de cada sensor são descritas (Tabela 1). Todos os sensores foram conectados a um sistema de aquisição de dados modelo 21X, da Campbell Inc. As observações foram feitas com uma freqüência de

amostragem igual a 0,2Hz para todos os sensores. Os dados foram armazenados na forma de valores médios em intervalos de 5 minutos.

Os sensores de radiação líquida foram colocados na frente da embarcação a aproximadamente 1 metro de distância do barco, e a 6 metros da superfície do mar. Os sensores de temperatura e a umidade relativa do ar foram instalados na parte superior do navio, próximos aos sensores de vento a 11 metros acima da superfície. Os anemômetros foram orientados na direção paralela e perpendicular à direção do navio. (Vide a figura 2) A posição do navio foi obtida através do sistema de GPS do navio. Estas informações foram usadas para estimar a velocidade e orientação do navio (Bacellar, 2004).

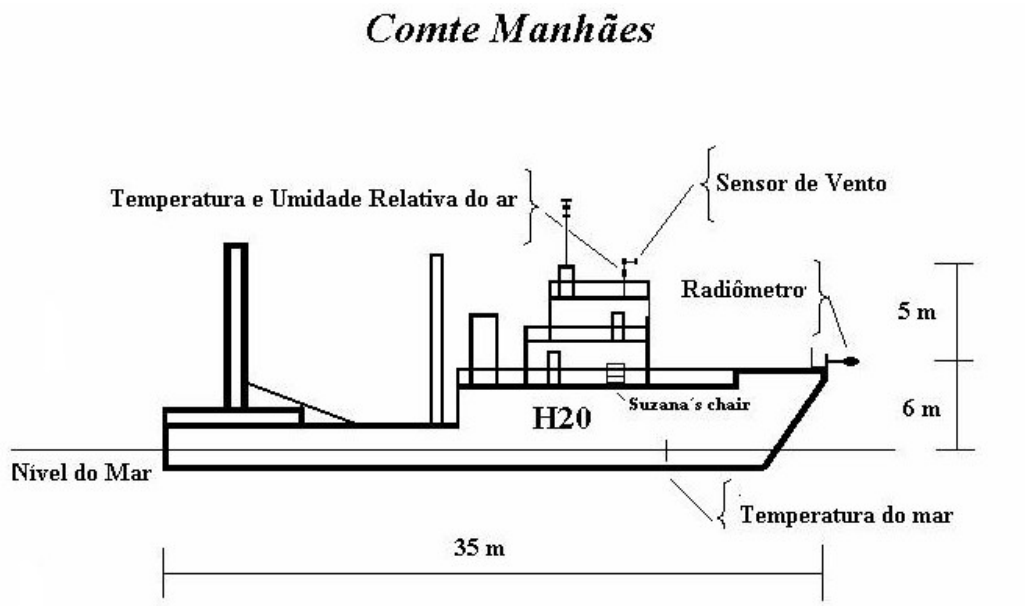


Figura 2. Representação esquemática dos equipamentos instalados no navio *Comte Manhães.*

As medidas foram pegas em termos do horário de Brasília (longitude 45º W), para reduzir discrepâncias devido à variação da posição do navio nas diferentes longitudes, ou seja, a conseqüente variação dos ângulos astronômicos resultado da variação da longitude durante a viagem.

Outro fato relevante a se considerar em relação aos dados apresentados aqui é que: todos os fluxos de radiação são positivos quando orientados para cima e negativos quando para baixo. E que, conforme julgamos necessário, exibimos os dados ora para evolução temporal de todo o experimento, ora para um ou dois dias exemplares do comportamento geral das nossas observações.

Adotamos chamar os dias de estudo em termos de dias do ano, ou seja, 15/05/2002 é chamado dia 135 e os dias subseqüentes, respectivamente, 136, 137, 138, ... até o dia 143 (23/05/2002). Como é possível observar na figura 3 a seguir.

**Trajetória descrita pelo Navio**

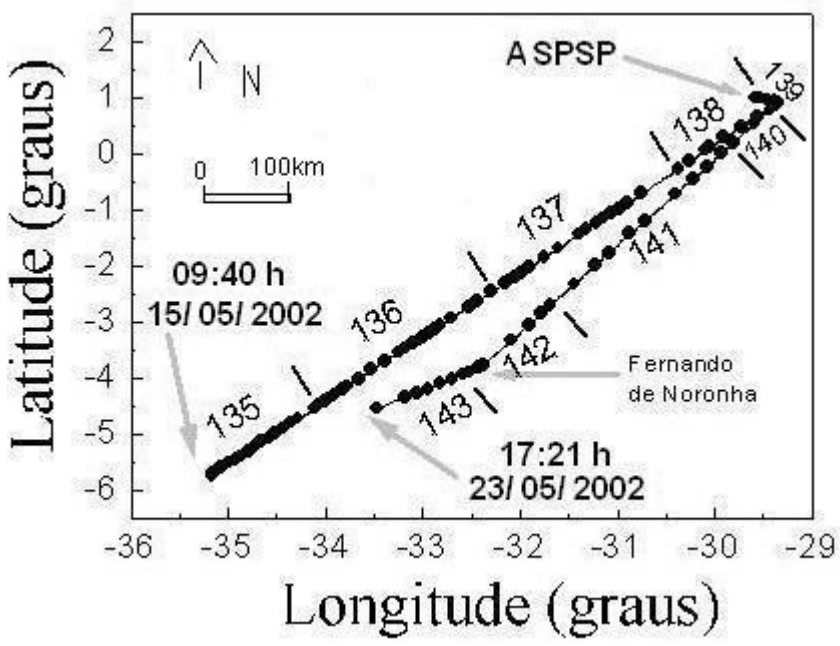


Figura 3. Trajetória descrita pelo navio *Comte. Manhães*, durante a campanha observacional entre 15 e 23 de Maio de 2002, correspondendo aos dias do ano de 135 a 143, respectivamente.

RESULTADOS

Descreveremos a seguir as principais componentes do balanço de radiação na superfície, sobre o Oceano Atlântico, entre Natal, RN (6°S; 35,2°W), e o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (1°N; 29,3°W).

**Transmissividade**

A evolução diurna da transmissividade ($\Gamma$) pode ser estimada para céu claro pela seguinte expressão (Stull, 1988) :

$$\Gamma = 0.5 + 0.3\cos Z \qquad (1)$$

Sendo Z o ângulo zenital do sol.

A transmissividade atmosferica ( $\Gamma = \mathrm{SW}_{\mathrm{DW}} / \mathrm{SW}^{\mathrm{T}}_{\mathrm{DW}}$ ) é obtida através da radiação solar (onda curta) que chega à superfície ($\mathrm{SW}_{\mathrm{DW}}$) e ao topo ($\mathrm{SW}^{\mathrm{T}}_{\mathrm{DW}}$), consideramos para o cálculo da nossa transmissividade observada, a expressão para radiação no topo proposta por (Frölich e Lean, 1998).

Para onda curta observada discutiremos um dia da viagem na ida ao ASPSP, o dia 136 (15 /05/2002), e um dia na volta, o dia 141 (21/05/2002). A trajetória do navio para este dois dias é exibida na figura 3.

A variação da transmissividade atmosférica observada e a estimada pela expressão (1) ($\Gamma_1 = 0.5 + 0.3\cos Z$) mostraram que no caso de ajustarmos os coeficientes às observações em bruto ($\Gamma_2 = 0.4 + 0.3\cos Z$) o possível efeito de nuvens reduziria em torno de 20% a transmissividade média. Embora, a figura 4 possa sugerir na figura 4, quando a comparamos com a figura 5, percebemos que este ajuste não é adequado.Em razão disso em nossos cálculos usamos sempre as expressões de modelo evitando ajustes não possíveis de verificação na literatura.

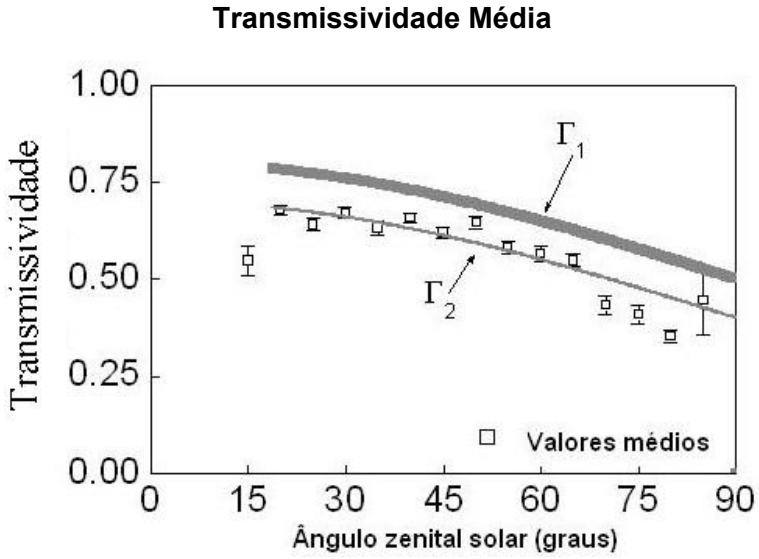


Figura 4. Transmissividade média observada em função do ângulo zenital solar. As barras verticais correspodem ao erro estatístico dos valores médios plotados para cada ângulo zenital. Curvas interpoladas: estimativa para a transmissividade média (linha mais grossa), ajuste de reta para os valores médios em bruto (linha mais fina).

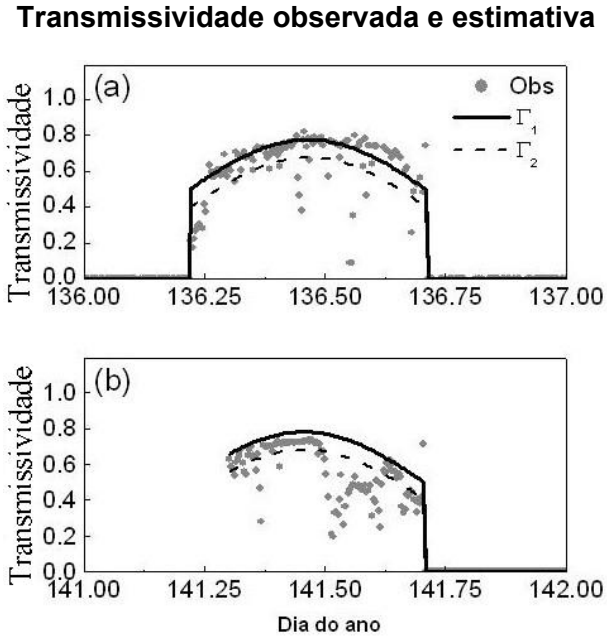


Figure 5: Transmissividade atmosférica para os dias do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002.

A figura 6 mostra o comportamento da radiação solar incidente observada, a estimada usando a expressão (1), e a radiação solar no topo da atmosfera.

**Onda Curta Global**

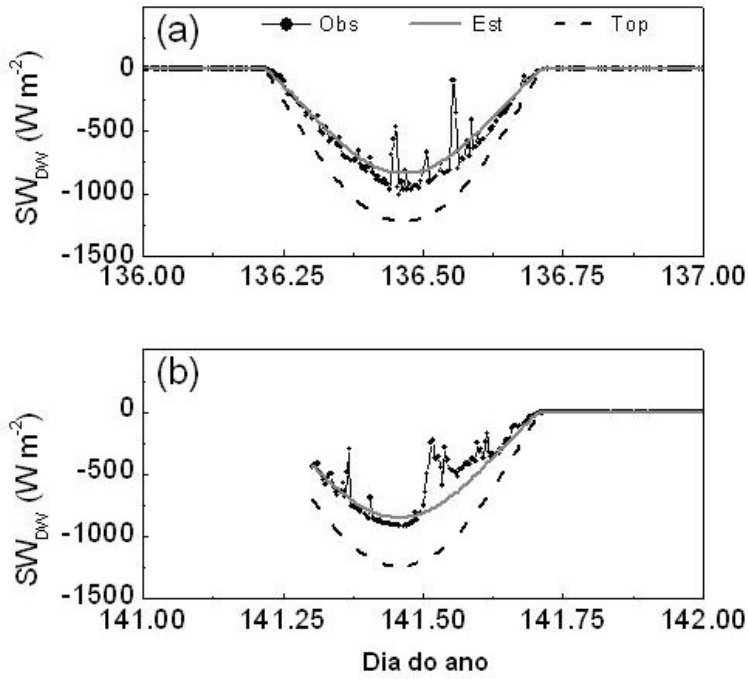


Figura 6: Onda curta que chega à superfície observada (linha com círculos) e estimada (linha cinza contínua) para o dia do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002. A radiação solar no topo da atmosfera aparece em linha tracejada.

Não se considerando a presença de nuvens (céu claro), a transmissividade atmosférica observada e conseqüentemente, a radiação solar global que chega a superfície é caracterizada melhor usando a expressão ($\Gamma_1 = 0.5 + 0.3\cos Z$).

**Albedo da superfície**

O albedo sobre a superfície do Oceano pode ser estimado pela expressão de Fresnel, que depende do ângulo zenital e do ângulo de refração da água, sendo que este último depende do índice de refração da água do mar (que consideramos igual a n=1,33).

$$\alpha = 0.50\left[\frac{\sin^2(Z-r)}{\sin^2(Z+r)} + \frac{\tan^2(Z-r)}{\tan^2(Z+r)}\right] \qquad (2)$$

Nesta expressão a superfície da água é considerada plana e a contribuição da radiação solar difusa não é incluída (Cogley, 1979).

De fato, o albedo da superfície é função da transmissividade (céu coberto), ângulo zenital e estado da superfície do oceano (velocidade do vento). Contudo, segundo Payne (1972) o albedo não depende do ângulo zenital quando os valores de transmissividade estão entorno de 0,1 ou abaixo. Embora, para transmissividade entre 0,6 e 0,65 o albedo mostre variações muito bem definidas em função do ângulo zenital solar, como descrito pela expressão (2).

O albedo médio da superfície como função do ângulo zenital solar, calculado a partir das observações de radiação solar (onda curta) a partir de uma expressão que considere a onda

curta que é refletida direta ($\alpha = -SW_{UP}/SW_{DW}$) pela onda curta total global que chega na superfície, mostra que o albedo médio observado para ângulos zenitais baixos, entorno de 0,06, é compatível com os valores obtidos por Payne (1972) para condições de ventos não muito fortes, e portanto, mar relativamente calmo. Entretanto há desacordo entre os valores obtidos e os valores preditos pela expressão de Fresnel. Como é possível verificar na figura 7.

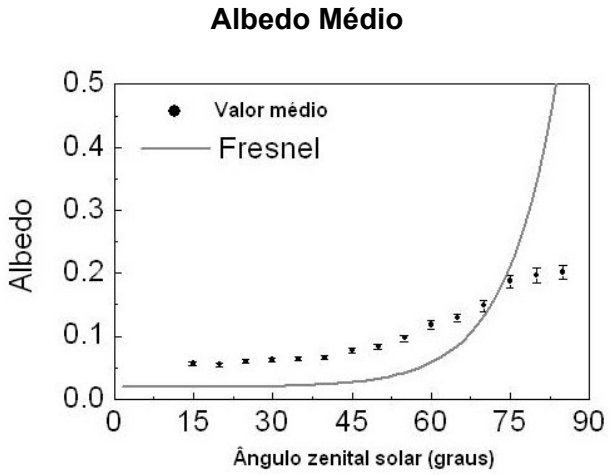


Figura 7: Albedo médio observado em função do ângulo zenital solar. Linha continua baseada na expressão (2).

Considerando a evolução diurna durante o dia do ano 136 (15/05) e 141 (21/05), é possível verificar que as discrepâncias entre o albedo observado e o albedo estimado, usando a expressão de Fresnel, são mais pronunciadas no dia 136 (15/05) que no 141 (21/05) (Vide figuras 8 e 9). Estas discrepâncias são causadas pelos valores superestimados de albedo observados quando o navio se movia na direção de Sudoeste para Nordeste (SW-NE), indo em direção ao Hemisfério Norte, quando rumo ao ASPSP.(figura da trajetória do navio).

Durante o trabalho de campo o Sol na ida o navio estava com a face voltada para o Hemisfério Norte e por conseguinte a radiação solar que chegava, e era refletida pelo sensor que estava posicionado na parte forntal, aumentava artificialmente os valores do albedo. Durante o retorno do ASPSP o navio estava com a face virada par ao Hemisfério Sul e a refleção causada pelo casco do navio foi menos significante.

**Albedo**

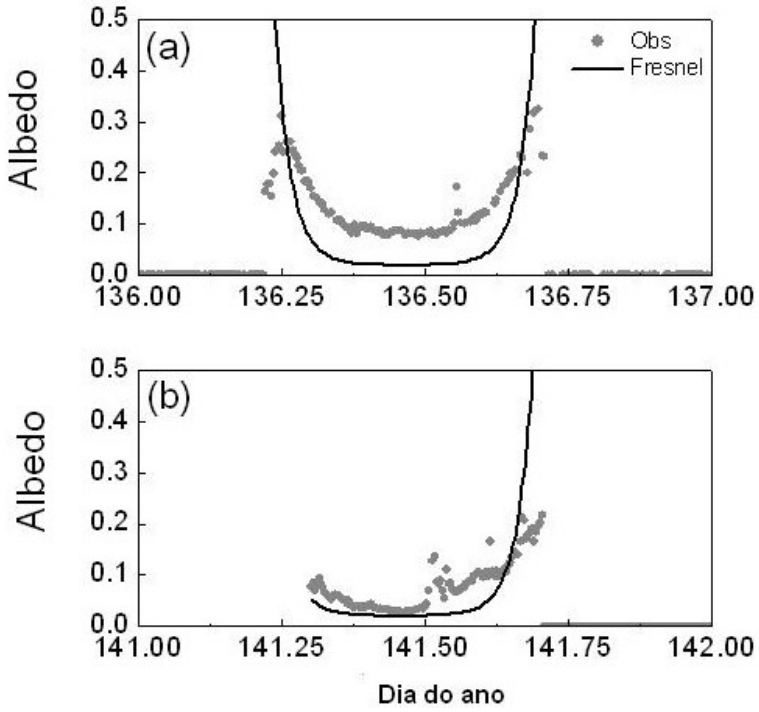


Figura 8: Evoulção diurnal do albedo da superfície para o dia (a) 136 e (b) 141 def 2002.

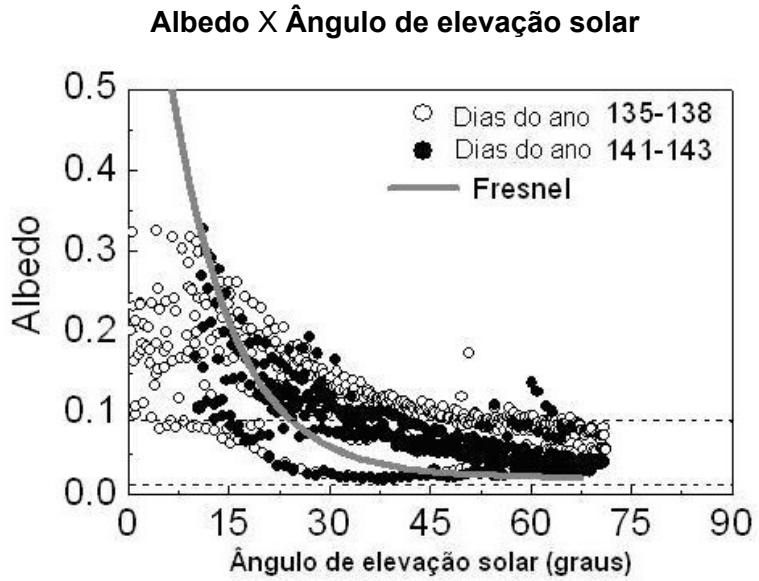


Figura 9: Albedo em função do ângulo de elevação solar.Durante os dias 135-138 quando o navio estava com a face para o Hemisfério Norte e durante os dias 141-143 quando estava com a face para o Hemisfério Sul. Comparado com a estimativa pela expressão de Fresnel.

A dependência do nosso albedo observado em relação à orientação do navio pode ser observada melhor na figura a seguir. Os ângulos de elevação solar e o albedo estimado pela expressão de Fresnel concordam mais nos valores observados durante os dias 141 a 143 (de 21 a 23 /05), (dias de volta do ASPSP, indo rumo ao Hemisfério Sul) quando os sensores de radiação não estavam entre o navio e o Sol.

O efeito da reflexão do casco do navio pode ser também identificado considerando a dependência entre o albedo e a transmissividade. De acordo com Payne (1972) e Simpson e Paulson (1979), para altos valores de transmissividade o albedo da superfície sobre o oceano comporta-se bastante similar ao albedo de Fresnel com a elevação solar. O albedo observado em função do ângulo de elevação solar para diferentes intervalos de transmissividade, são mostrados na figura 10.

**Albedo** X **Ângulo de elevação solar**

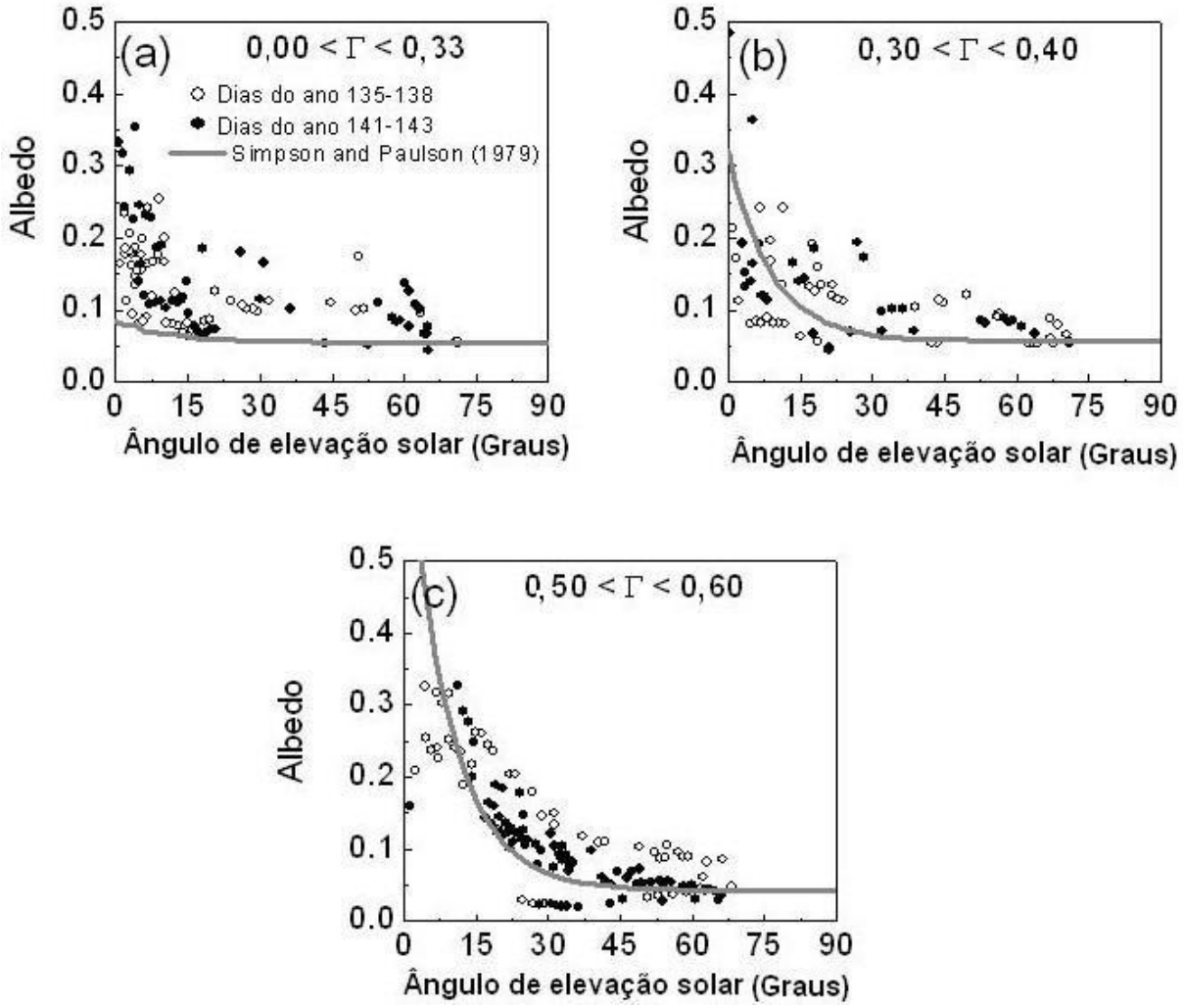


Figura 10: O albedo em função do ângulo de elevação solar três intervalos de transmissividade atmosférica (a) 0,0 a 0,33 (b) 0,30 a 0,40 e (c) 0,50 a 0,60. Observações entre os dias do ano 135-138 (circulo vazio) e entre os dias do ano 141-143 (circulo em preto). A linha em cinza correponde ao albedo proposto por Simpson e Paulson (1979) para intervalos de transmissividade equivalentes.

A figura10 exibe o albedo observado em função do ângulo de elevação solar para diferentes intervalos de transmissividade e albedo obtido para para o meio do oceano (35º N , 155º W), por Simpson e Paulson (1979). Para condições de baixa transmissividade (quantidade considerável de nuvens no céu, ou seja, transmissividade entre 0, e 0,33) os valores de albedo encontrado por Simpson e Paulson (1979) possuem uma dependência menor do que a nossa em relação a posição do sol, como demonstra a figura 10a. Já para céu parcialmente encoberto (transmissividade entre 0,4 e 0,5) e céu claro (de 0,5 a 0,6) nossos dados variaram com ângulo de elevação solar como o descrito por Simpson e Paulson (1979). Embora, em nossos dados, grandes discrepâncias para estes dois últimos casos, de condições de céu, tenham sido observados, entre os dias 135 e 138 (de 15 a 18 de maio), quando o navio estava de frente para o Hemisfério Norte.

O albedo em função da trasmissividade atmosférica para dois valores de ângulos de elevação solar (10º e 70º) é exibido na figura 11 em que os valores do albedo obtidos por Payne (1972) para a foz da Baia de Buzzard, no EUA (41º 24' N, 71º02'W), e os nossos, obtidos para a região que exibimos na figura 1, são comparados. Estimamos o ângulo de elevação de 10º e de 70º considerando, respecitvamente, o albedo médio por elevação solar entre 5 e 15 graus e 65 e 75 graus.

Os dados da campanha do FluTuA reponderam conforme o previsto por Payne (1972) na viagem de retorno do ASPSP (de 141 a 143, ou seja, de 21 a 23 de maio de 2002), quando a face do navio estava voltada para o Hemisfério Sul. Durante a expedição de ida ao ASPSP (de 135 a 138, ou seja, de 15 a 18 de maio) as discrepâncias, para ângulo de elevação de 70º, foram maiores como conseqüência do efeito de reflexão do casco do navio.

**Albedo** X **Transmissividade**

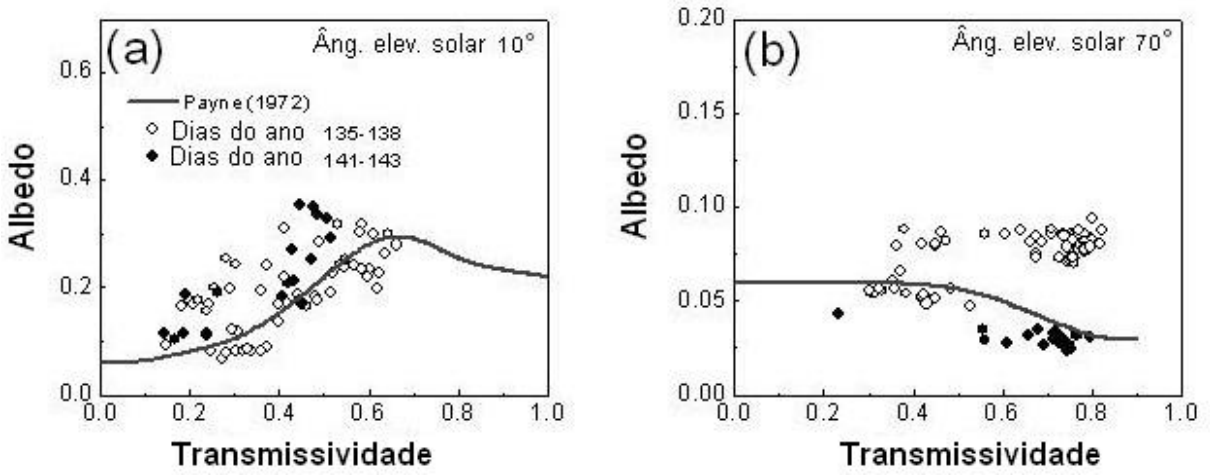


Figura 11: Albedo em função da transmissividade atmosférica para os intervalos de ângulo de elevação solar em torno de (a) 10° e (b) 70°. A linha contínua corresponde aos valores encontrados por Payne (1972).

O esperado para radiação de onda curta refletida para a superfície do oceano concorda com os valores estimados para a volta do ASPSP, quando a face do *Comte. Manhães* estava voltada para o Hemisfério Sul. Como ilustra a figura 12. Grandes discrepâncias entre as observações e as estimativas de onda curta refletida (para cima) ocorreram principalmente durante os dias 139 e 140 (19 e 20 de Maio) quando o navio estava praticamete imóvel "estacionado" (Vide figura 3). Em razão disso, estes dois dias foram removidos da maior parte das nossas análises.

**Onda Curta refletida**

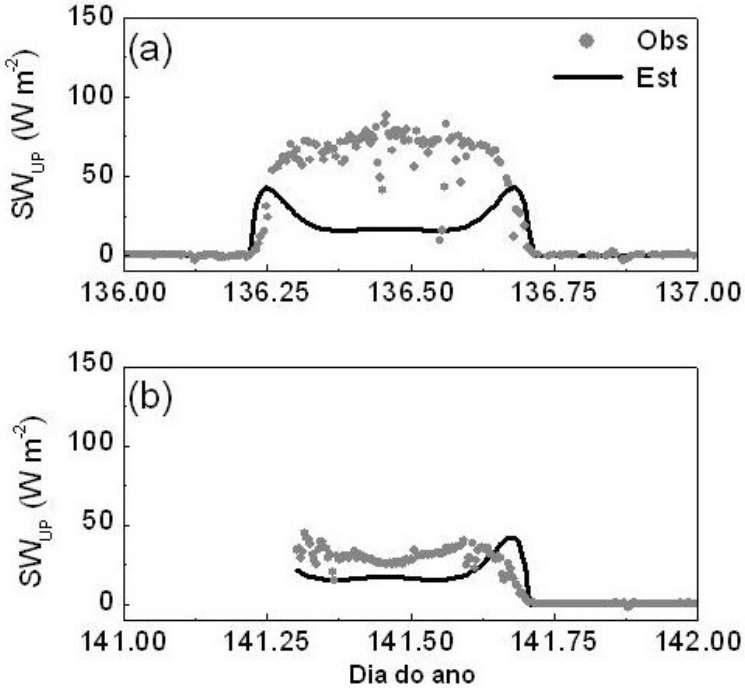


Figura 12: Evolução diurnal observada (círculos sólidos em cinza) e estimada (linha continua em preto) para onda curta do sentido da superfície para a atmosfera para o dia do ano (a) 136 e (b) 141 de 2002.

**Onda longa**

O aquecimento solar da cúpala do sensor que coleta os dados de onda longa foi corrigido usando-se a expressão proposta por Pérez e Alados-Arboledas (1999):

$$LW^{Cor} = LW^{Obs} - [\,0.033 + 0.015\exp(-V/3.2\,)\,]\,SW_{DW} \qquad (3)$$

Em que V é a velocidade do vento (m s$^{-1}$), que assumimos $V = \sqrt{u_{air-ship}^2 + v_{air-ship}^2}$ como velocidade absoluta do vento em relação a velocidade do navio e $LW^{Obs}$ corresponde ao valor observado deradiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície.

Sobre o oceano, a emissão de onda longa para a atmosfera pode ser estimada com:

$$LW_{DW} = \left(R_N^{LW} - \varepsilon_0 \sigma T_S^{\,4}\right) / (1 - \alpha_{LW}) \qquad (4)$$

Sendo $R_N^{LW}$ a radiação de onda longa líquida da superfície, $\varepsilon_0$ a emissividade da superfície assumida no modelo como igual a 0,98; $\sigma$ a constante de Stefan-Boltzman; $T_S$ a temperatura da superfície mensurada pelo sensor na água (figura dos instrumentos dispostos no navio) e $\alpha_{LW}$ a onda longa refletida pela superfície igual a 0,045 (Josey *et al.*, 1997).

Clark *et al*. (1974) sugere a expressão empírica de radiação de onda longa líquida sobre condições de oceano aberto:

$$R_N^{LW} = \left(a - b\sqrt{e_A}\right)\varepsilon_0 \sigma T_S^{\,4}\,(1-\lambda n^2) + \,4\,\varepsilon_0\,\sigma T_S^{\,3}\left(T_S - T_A\right) \qquad (5)$$

Sendo $e_A$ vapor de pressão em milibares; $T_A$ temperatura do ar medida no navio a 11 m do nível da superfície (figura dos instrumentos dispostos no navio); $a$ e $b$ são constante empíricas, respectivamente, iguais a 0,39 e 0,05 (Josey *et al.,* 1997) e n na expressão (5) é a fração de céu coberto. Para o coeficiente de latidude dependente de cobertura do céu, $\lambda$, assumimos o valor de 0,51 para 0º (Clark *et al*., 1974).

A pressão de vapor usada na expressão (5), foi estimada usando a umidade relativa para o ar a 11 m da superfície considerando a pressão da atmosfera constante e igual a 1010 mb.

Os resultados entre os valores observados e os estimados melhorados considerando fração de céu coberto por nuvens. Infelizmente, não realizamos observações de cobertura de nuvem durante nossa campanha. Em razão disso utilizamos a expressão (5) para estimar a emissão de onda longa, durante o período, não considerando a presença de nuvens

Os valores observados de $LW_{DW}$ (onda longa para baixo), foram corrigidos usando a expressão (3) e os não corrigido são exibidos na figura 13, que mostra junto os valores estimados para $LW_{DW}$, com $\alpha_{LW}$ igual a 0,0.

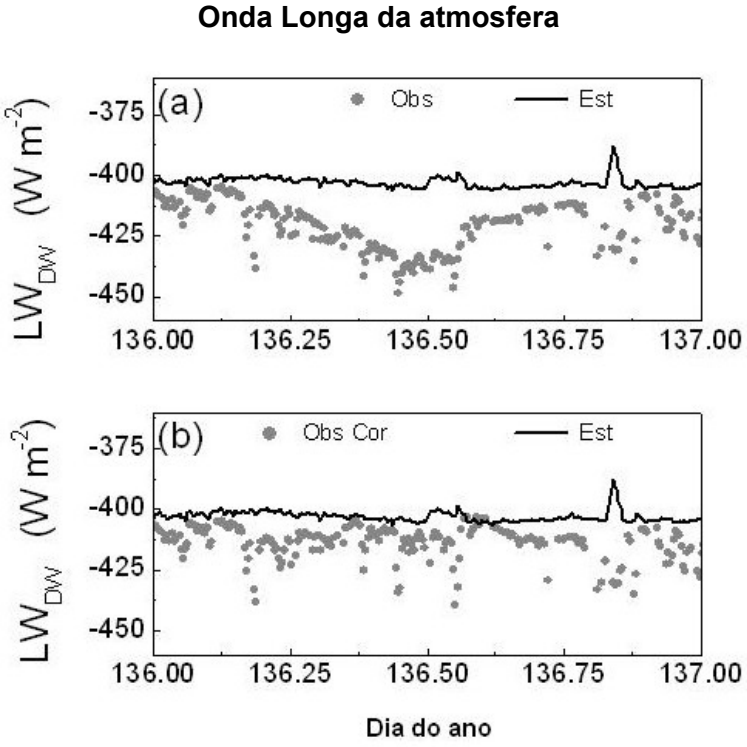


Figura 13: Evolução diurnal da onda longa emitida pela atmosfera. Círculos em cinza observações. Linha continua em preto (estimativa da onda longa emitida pela atmosfera $LW_{DW}$ usando $\alpha_{LW}$ igual a 0,0. (a) observações não corrigidas (b) observações corrigidas pela expressão de Pérez and Alados-Arboledas (1999).

Usando os valores de referência estimados (linha contínua na figura acima) é pssível verificar que a oscilação diurna presente nas observações para os valores de $LW_{DW}$ não

são relacionados ao ciclo diurno para a temperatura do ar e da superfície, mas sim com o efeito de aquecimento, pela radiação solar, do sensor. (Pérez e Alados-Arboledas, 1999).

A evolução diurna da onda longa da atmosfera foi estimada usando a expressão (4) e corrigida usando a expressão (3) (Vide figura 14).

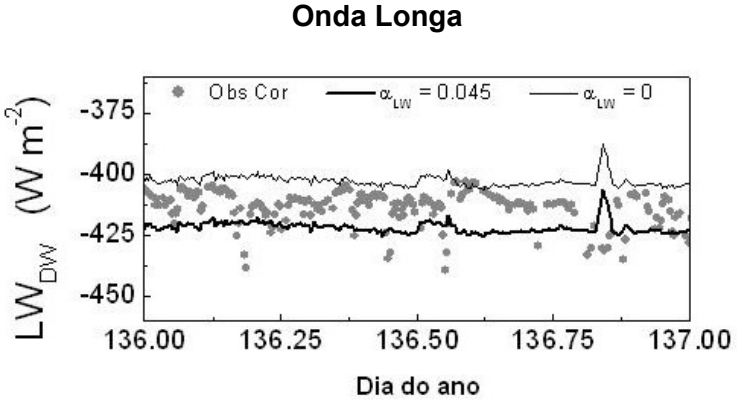


Figura 14: Evolução diurnal corrigida observada e estimada da onda longa emitida pela atmosfera.

A estimativa de onda longa emitida pela atmosfera reproduziu as observações independentemente dos valores de $\alpha_{LW}$ . A mais conclusiva figura a repeito do papel da radiação de onda longa refletida pela superfície é mostrada na próxima seção.

**Emissão da onda longa da superfície**

A radiação de onda longa emitida pela superfície ($LW_{UP}$) é diretamente proporcional a emissão da superfície propriamente dita, mais a emissão da atmosfera (para baixo) multiplicada pela refletida pela superfície (para cima, ou seja - $\alpha_{LW}$).

**Emissão da Onda Longa da superfície**

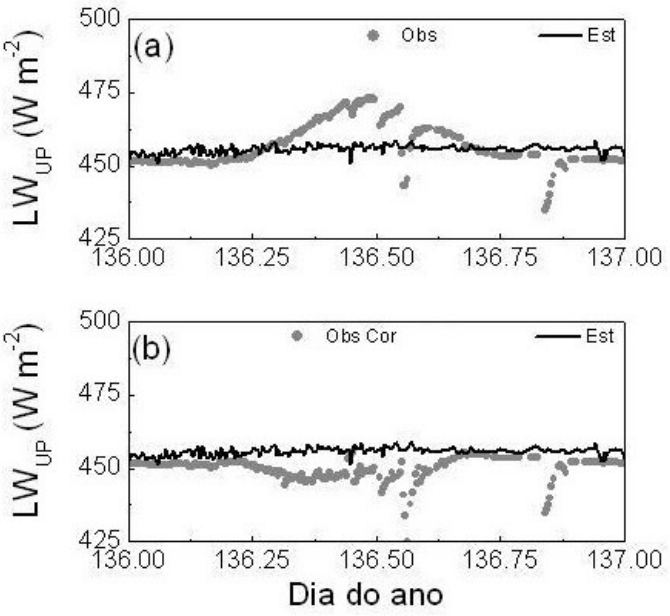


Figura 15: Evolução diurnal da onda longa emitida pela superfície do oceano (a) observada (b) corrigida pela expressão de Pérez and Alados-Arboledas (1999). A linha contínua (estimada) correspondem a valores obtidos usando-se $\alpha_{LW}$ igual a 0,0 no cálculo da $LW_{UP}$ (Onda longa emitida pela superfície).

## Emissão da superfície

Os valores corrigidos para emissão de onda longa da superfície foram usados para calcular a a emissividade da superfície. A freqüência do valor de emissividade (figura abaixo) mostra que o valor mais provável de emissividade nas observações do nosso experimento foi igual a 0,97. Recentes observações indicam similar emissividade para a superfície sobre condições de oceano tropical aberto. (Bhat *et al*., 2003).

**Emissividade**

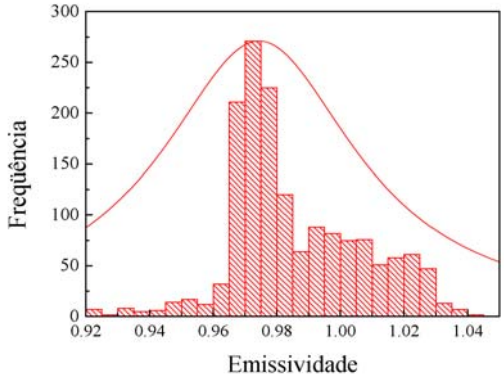


Figura 16: Freqüência dos valores observados para a emissividade da superfície para ($\alpha_{LW}$ = 0). Predominou o valor 0, 97 para a nossa emissividade observada.

Entretanto, considerando a reflexão da onda longa como zero e usando a fórmula de Bulk para emissão de radiação de onda longa, usamos nos nossos cálculos a emissividade igual a 0,98 que já era ajustada aos modelos.(Bignami *et al*, 1995) e (Josey *et al*, 1997).

**Radiação líquida da superfície**

A radiação líquida estimada sobre a superfície do oceano (Rn) foi avaliada considerando a onda curta e as componentes da onda longa na interface oceano-atmosfera:

$$R_N = SW_{DW} + SW_{UP} + LW_{DW} + LW_{UP} \quad (6)$$

Sendo que as componentes da radiação de onda curta são avaliadas usando os coeficientes da transmissividade dados pela ($\Gamma_1$) e o albedo da superfície dados pela expressão (2).

A evolução diária a diferença entre os valores observados e estimados para a onda curta líquida e para a onda longa líquida são exibidos na figura abaixo. A maior diferença pode ter sido causada por não termos incluído os efeitos das nuvens, por não termos observações de cobertuda do céu durante o experimento

O efeito das nuvens indicou grandes valores negativos na variação da onda curta líquida como pode ser visto na figura abaixo:a, e estão relacionados de perto com a os grandes valores positivos para a radiação de onda longa líquida como pode ser visto na figura abaixo:b.

O comportamento da radiação líquida e particularmente das componentes de onda longa foram estimadas para condições de céu claro (onda longa refletida igual a 0,0). Usando para as estimativas o valor de emissividade ajustado para os modelos empíricos (0,98) e para o calculo dos dados do nosso experimento (0,97).

Há boa correlação entre os dados observados e as estimativas mesmo quando os efeitos de nuvens não são incluídos na A evolução temporal para as observações e para os valores estimados de radiação líquida para o dia 136 e para todo o experimento (figura abaixo)

**Radiação Líquida**

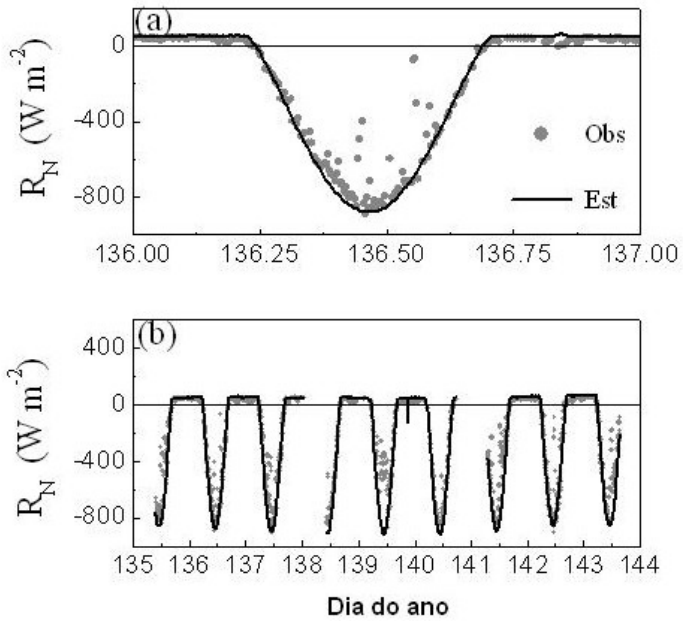


Figura 17: Evolução diurnal observada (circulos em cinza) e estimada (linha continua em preto) para a radiação líquida durante: (a) dia 136 do ano de 2002 e (b) todo o experimento.

CONCLUSÕES

O fluxo líquido de radiação foi calculado utilizando-se: **(a)** A transmissividade ($\Gamma$) igual a $\Gamma = 0.5 + 0.3\cos Z$ onde Z é o ângulo zenital do sol; **(b)** O albedo da superfície dada pela expressão de Fresnel; **(c)** A emissão de onda longa da superfície ($LW_{UP}$) estimada através de $LW_{UP} = \varepsilon_0 \sigma T_S^4$ , $\varepsilon_0$ é a emissividade da superfície igual a 0.97, $\sigma$ é a constante de Stefan-Boltzman e $T_S$ a temperatura da superfície do mar; **(d)** A emissão de onda longa da atmosfera ($LW_{DW}$) estimada através de $LW_{DW} = \left(R_N^{LW} - \varepsilon_0 \sigma T_S^4\right) / \left(1 - \alpha_{LW}\right)$, onde $\alpha_{LW}$ é igual a 0,045, $R_N^{LW} = \left(a - b\sqrt{e_A}\right) \varepsilon_0 \sigma T_S^4 \left(1 - \lambda n^2\right) + 4\,\varepsilon_0 \sigma T_S^3 \left(T_S - T_A\right)$, $e_A$ e $T_A$ são a pressão de vapor de água (mb) e a temperatura do ar (K) no nível de 11 m, $a$ = 0,39, $b$ = 0,.05, n =0 (fração do céu coberto por nuvens) e $\lambda$ = 0,51.

Deve ser enfatizado que os dados de radiação solar observados durante o experimento permitiram calcular o albedo da superfície e a transmissividade da atmosfera. Através da emissão de onda longa da superfície e da temperatura da água do mar observada durante o experimento também foi possível estimar a emissividade da superfície do mar (Bacellar, 2003).

O fluxo líquido de radiação da superfície estimado a partir do albedo da superfície, da transmissividade da atmosfera e da emissividade da superfície apresenta uma excelente concordância com o saldo de radiação observado, indicando que estes parâmetros são representativos das propriedades radiométricas da interface oceano-atmosfera na região do Atlântico Equatorial entre a costa do Brasil e o Arquipélago São Pedro e São Paulo.

Verificou-se também que as medidas de radiação de onda longa ($LW_{DW,}$ $LW_{UP}$) obtidas pelo radiômetro CNR da Kipp Zonen estavam sujeitas ao efeito de aquecimento solar da cúpula. Este efeito foi removido de forma satisfatória em nossa analise através de uma relação empírica (Pérez e Alados-Arboledas, 1999) Contudo no caso de medidas mais extensivas é mais recomendável à aplicação da correção proposta por Oliveira *et al*. (2005).

## Agradecimentos

Os autores agradecem ao suporte financeiro dado pelas agências de fomento: CNPq, Fapesp, ao Programa Pró Arquipelago USP/COFECUB (UC 27/96) e CNPq/SCI (910072/00-0); E também a Jean Félix de Oliveira, Susanna Sichel e Antônio J. Machado pelo apoio e ajuda nos procedimetos de aquisição dos dados.

## REFERÊNCIAS

BACELLAR, S. A. Balanço de radiação na superfície do Oceano Atlântico. **Relatório de atividades do projeto de Iniciação Cientifica**. 100 pp, In: http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/Sara_REL_FluTuA_2003.PDF, 2003.

BACELLAR, S.A.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES J. e SERVAIN, J.. Preliminary results of the surface radiation balance over The Tropical Atlantic Ocean. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, Fortaleza, Ceará. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2004. v. CD-ROM.

BHAT, G.S.; THOMAS, M.A.; RAJU, J.V.S. and CHANDRASEKHARA, C.P. Surface Characteristics observed near the central tropical Indian ocean during INDOEX IFP99. **Bound.-Layer Meteorol**., v. 106, p. 263-281, 2003.

BIGNAMI, F., MARULL, S., SANTOLERI, R. and SCHIANO, M.E. Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea. **Journal of Geophysical Research**, 100 (C2), p. 2501-2514, 1995.

CLARK, N.E.; EBER, R..M.; LAURS, J. A.; RENNER and SAUR, J.F.T. Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961 – 71. **NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF-682**, US. Dept. of Commer., Washington, D.C., v. 108, 1974.

COGLEY, J.G. The albedo of water as a function of latitude. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 775-781, 1979.

DOURADO, M., e OLIVEIRA, A. P. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 49, p. 49-64, 2001.

FAIRALL C. W.; PERSON, P. O. G.; BRADLEY, E. F.; PAYNE R. E. and ANDERSONA, S. P. New Look at Calibration and Use of Eppley Precision Infrared Radiometers. Part I: Theory and Application. **J. Atmos. Oceanic Technol**., v. 15, p. 1229-1242, 1998.

FRÖLICH, C. and LEAN, J. The sun's total irradiance: Cycles and trends in the past two decades and associated climate change uncertainties. **Geophys. Res. Let**., v. 25, p. 4377-4380, 1998.

OLIVEIRA, A.P., SOARES, J., BOZNAR, M. and P. MLAKAR An application of neural network technique to correct the dome temperature effects on pyrgeometer measurements. **J. Atmos. Oceanic Technol**. (Prelo), 2005.

MACWHORTER, M.A. and WELLER, R.A. Error in Measurements of Incoming Shortwave Radiation Made from Ships and Buoys. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology** ,v. 8, p. 108-117, 1991.

PAYNE, R.E. Albedo of the sea surface. **J. Atmos. Sci**.,v. 29, p. 959-970, 1972.

SIMPSON, J.J. and PAULSON, C.A. Mid-ocean observations of atmospheric radiation. **Quart. J. R. Met. Soc**., v. 105, p. 487-502, 1979.

SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P.; WAINER, I.; SERVAIN, J. Turbulent fluxes over the tropical Atlantic Ocean. Proceedings of the WCRP/SCOR Workshop Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Field, 21-24 May 2001, Washington, DC, EUA, p. 334-337, 2001.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 1988, 666p.

WAINER, I., TASCHETTO, A.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A.P., OTTO-BLIESNER, B. and BRADY, E. Intercomparison of heat fluxes in the South Atlantic. Part 1: The Seasonal Cycle. **Journal of Climate**, v. 16 (n. 4), p. 706-714, 2003.

WGASF: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. **Final report of Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea fluxes** (SCOR working group 110), 2000.